

Modelización gravimétrica en 2 1/2D y 3D en la zona nororiental de la Cuenca de Madrid

BERGAMÍN, J. F.¹, TEJERO, R.¹ Y PINTO, V.²

¹ Dpto. de Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense.
Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

² Dpto. de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia.
Universitat de Barcelona. Zona Univ. de Pedralbes. 08028 Barcelona.

Resumen: El mapa de anomalías de Bouguer de la zona NE de la cuenca de Madrid está caracterizado por un mínimo relativo asociado a la cuenca terciaria y a la presencia de rocas de baja densidad en el basamento. Con objeto de conocer las fuentes de este mínimo se ha realizado la modelización gravimétrica en 2 1/2 D de tres perfiles. Este procedimiento ha permitido establecer las relaciones entre los mínimos relativos y los mayores espesores de sedimentos terciarios, salvo en la zona septentrional en donde ha sido necesario introducir un cuerpo de baja densidad. A partir de los resultados de la modelización se ha ensayado la posible forma tridimensional de este cuerpo y se ha calculado su efecto gravitatorio. Esta anomalía ha sido sustraída del mapa observado de anomalías de Bouguer, obteniéndose un mapa de anomalías residuales, donde el mínimo relativo, coincidente con el área de máximo espesor del relleno de la cuenca queda bien delimitado por gradientes alineados según las direcciones de las estructuras alpinas. Comparando ambos mapas se observa la mejor definición del gradiente que se extiende desde Sigüenza hasta Guadalajara y que corresponde a un cabalgamiento de dirección NE-SW, paralelo a las estructuras del borde sur del Sistema Central. Los gradientes orientales están relacionados con fallas inversas y cabalgamientos de orientaciones NW-SE y N-S que constituyen el borde de la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira. En el área occidental aparece un máximo relativo asociado a la zona de menor profundidad de la cuenca. Estas estructuras condicionan la existencia de un depocentro en la zona NE de la cuenca de Madrid, individualizando la que podemos denominar subcuenca de Brihuega.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, gravimetría, modelización.

Abstract: The Bouguer gravity anomaly map of the NE zone of the Madrid Basin shows a relative gravity low related to basin tertiary infill and to low density rocks in the basement. A 2 1/2D gravity modelling of three profiles has been carried out to know the gravity sources. The relationship between relative gravity lows and thicker tertiary sediments has been established in the southern zone. However, in the northern area it has been necessary to introduce a low density body. Modelling results have been used to derive the three dimensional body form. The gravity effect of this body has been computed and it has been removed from the measured Bouguer anomaly map, obtaining a residual Bouguer anomaly map. The main relative gravity low, related to thicker basin infill, is enclosed by gradients oriented according to the strike of alpine structures. A NE-SW gradient, better shown in the residual map, spans from Sigüenza to Guadalajara, and it is related to a thrust trending parallel to the structures of the southern border of the Spanish Central System. Eastern gradients are associated with thrusts and reverse faults of the Iberian and Altomira Ranges borders. A relative gravity high is located in the western boundary, where the basin is shallower. These structures bound a depocentre in the Madrid Basin, located in the Brihuega area.

Key words: Madrid basin, gravity, modelling.

Bergamín, J. F., Tejero, R. y Pinto, V. (1995): Modelización gravimétrica en 2 1/2D y 3D en la zona nororiental de la Cuenca de Madrid. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 251-259.

La convergencia de las placas euroasiática y africana crea en el interior de la placa ibérica dos cadenas intraplaca: Sistema Central y Cordillera Ibérica, flanqueadas por cuencas rellenas de sedimentos terciarios, como son la cuenca de Madrid y la cuenca del Duero (Fig. 1).

El Sistema Central es una cadena de dirección NE-SW, constituida por un basamento hercínico y una cober-

tera mesozoica-terciaria, esta última mejor representada en el sector oriental. Las rocas metamórficas e ígneas del basamento se disponen sobre los materiales mesozoicos y terciarios a favor de fallas inversas y cabalgamientos de orientación NE-SW. La Cordillera Ibérica, de dirección NW-SE, está constituida por una potente cobertera mesozoica afectada por pliegues y fallas de direcciones

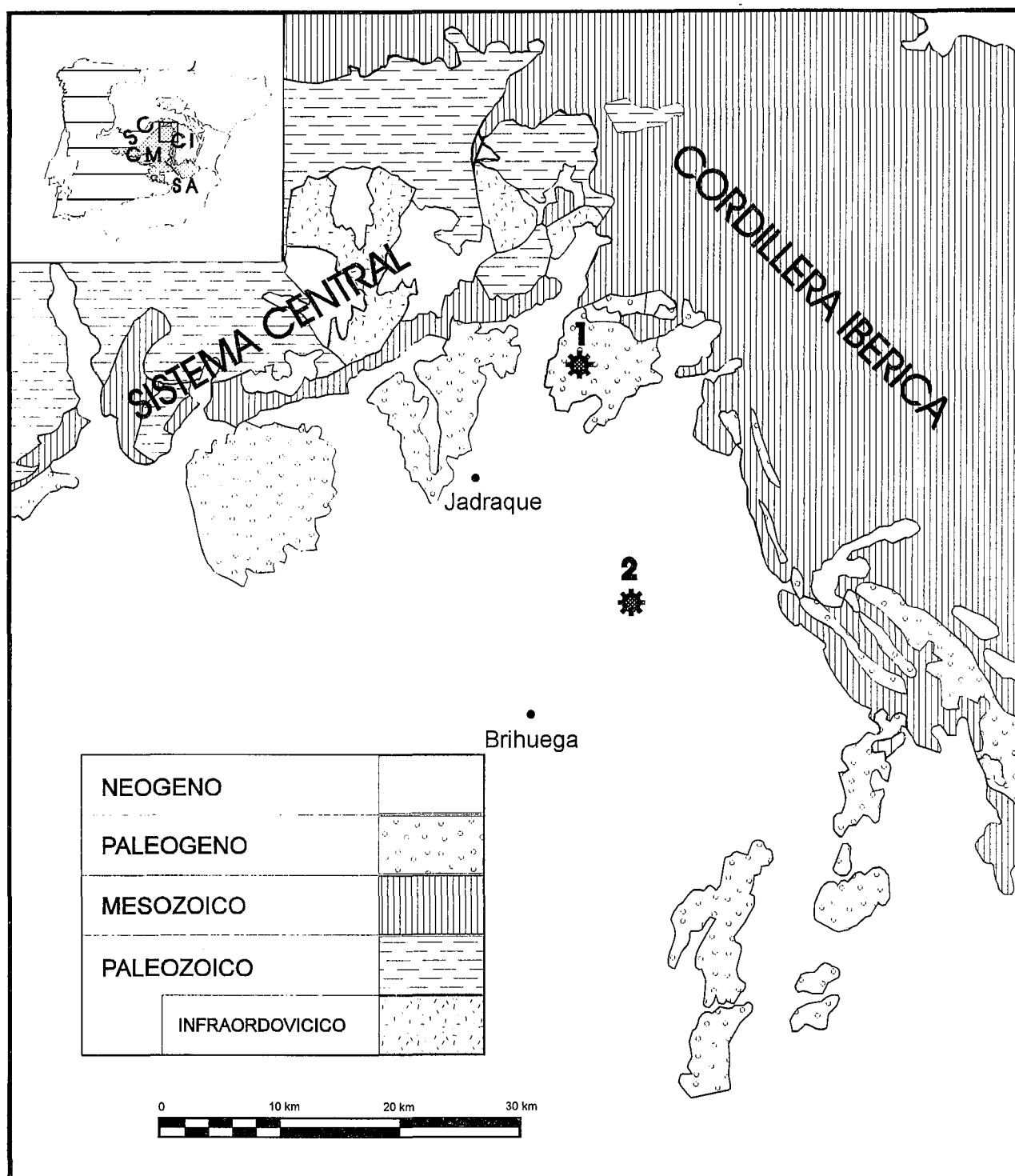


Figura 1.- Esquema geológico del área investigada. En el mapa de localización las abreviaturas corresponden a : Sistema Central: SC, Cordillera Ibérica: CI, Sierra de Altomira: SA y Cuenca de Madrid: CM. Los puntos 1 y 2 marcan la situación de los sondeos de Baides y de Santa Bárbara respectivamente.

NW-SE y NE-SW. La presencia de materiales plásticos en las facies del Triásico medio e inferior favorece la existencia de una superficie de despegue en estos niveles. Su parte occidental (Rama Castellana) ha sido interpretada como un conjunto de estructuras en flor negativas y positivas relacionadas con desgarres NW-SE (Rodríguez-Pascua, 1993). La Sierra de Altomira es un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección N-S y buzamientos hacia el E, situado en el límite

occidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1).

Ambas cadenas constituyen los límites NW y NE de la cuenca de Madrid en el área estudiada (Fig. 1). Fallas inversas y cabalgamientos de dirección NE-SW y buzamientos hacia el NW estructuran el borde noroccidental (Babín *et al.*, 1993), mientras que en el margen nororiental los pliegues y las fallas presentan orientaciones NW-SE a N-S. Los relieves creados durante los movimientos alpinos son el área fuente de los materiales que rellenan

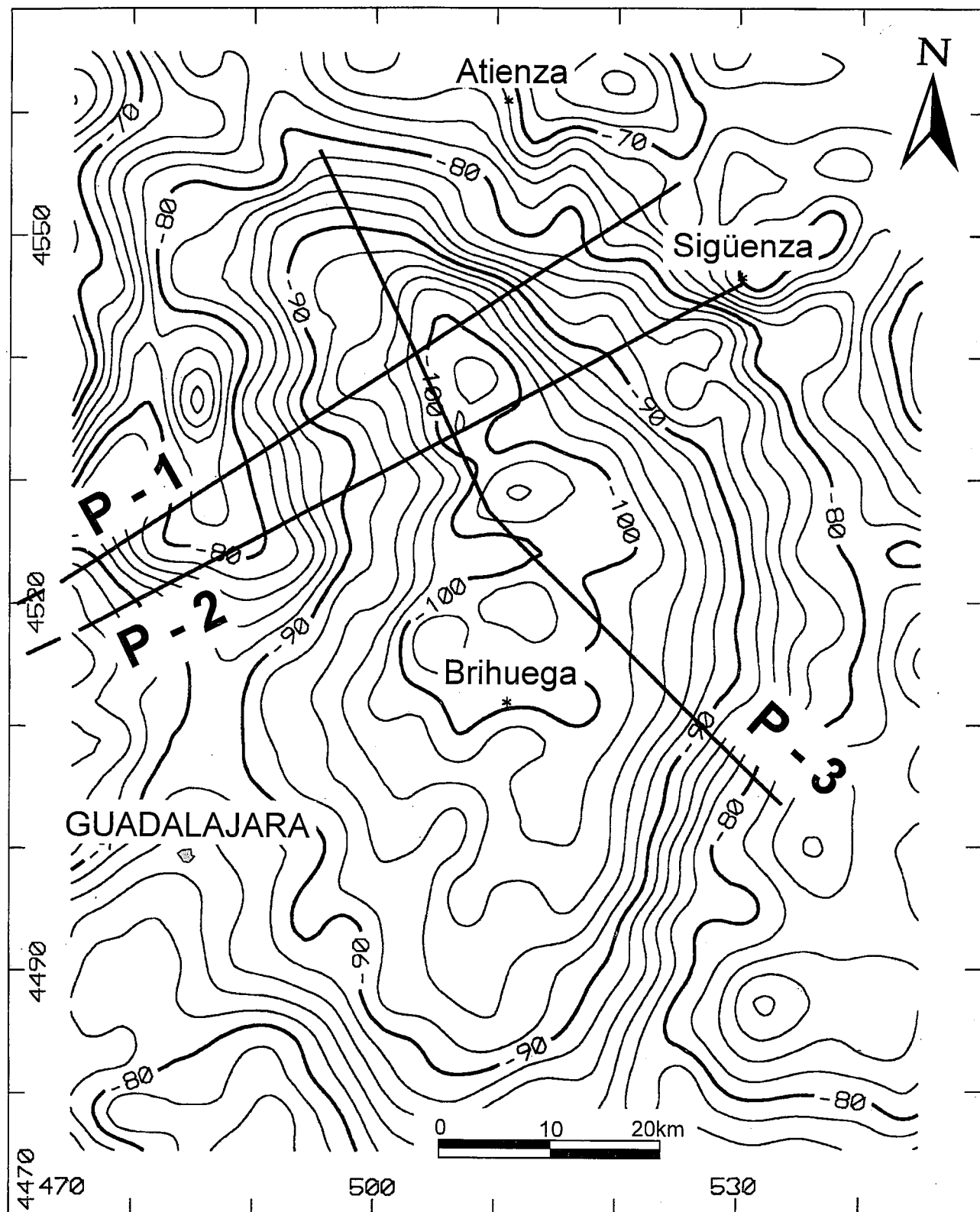


Figura 2.- Mapa de anomalías de Bouguer de la zona NE de la cuenca de Madrid. Equidistancia entre isoanómalas de 2 mGals. Las líneas indican la situación de los perfiles modelizados. Coordenadas U.T.M.

la cuenca de Madrid. Los estudios geológicos y geofísicos (Querol, 1989; Calvo *et al.*, 1991; Babín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994b) indican que la cuenca está estructurada mediante un conjunto de bloques limitados por fallas que dan lugar a la existencia de varios depo-

centros dónde los sedimentos continentales terciarios llegan a alcanzar espesores de 3500 m en el área de Madrid. En la zona NE, casi 2000 m de sedimentos paleógenos y neógenos han sido perforados en el sondeo Santa Bárbara (Querol, 1989), emplazado al norte de Brihuega.

La estructura de la cuenca está ligada a la evolución tectónica de las cadenas limítrofes, en la que se pueden diferenciar tres etapas (De Vicente *et al.*, 1994):

1) Del Eoceno al Mioceno Inferior se forma la Sierra de Altomira, consecuencia de la superposición de los campos de esfuerzos compresivos pirenaicos (dirección N10E) y béticos (N150E) (Muñoz Martín, 1993). Como consecuencia, la sedimentación más importante tiene lugar en el margen oriental. Fallas con orientaciones NE-SW en el Sistema Central y NW-SE en la Cordillera Ibérica actúan como desgarres inversos y desgarres diestros respectivamente.

2) En el Mioceno Medio se levanta el Sistema Central como resultado de una compresión N155E. La distribución de facies en la cuenca de Madrid está contralada por los relieves creados. Cabalgamientos y fallas inversas de dirección NE-SW disponen el basamento sobre los materiales mesozoicos y terciarios y delimitan bloques en el interior de la cuenca. Las fallas con orientaciones N140E y N10E acomodan lateralmente la deformación. En la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica esta dirección de compresión da lugar a una tectónica transpresiva.

3) Durante el Mioceno Superior y el Cuaternario cambia el régimen compresivo a un régimen extensivo dominante. Los depósitos son mas potentes en la parte central y oriental de la cuenca.

El estudio de la evolución tectónica de la región requiere la investigación de la geometría de las estructuras mediante métodos que permitan elaborar modelos en profundidad. Con este objetivo se ha realizado un levantamiento gravimétrico que se extiende desde la zona de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica hacia las cuencas adyacentes en una superficie de 30.000 km², con una densidad de 0,13 estaciones por km². Dentro de estas investigaciones se ha realizado la modelización gravimétrica en el sector NE de la cuenca de Madrid.

Obtención del mapa de anomalías de Bouguer

Las medidas experimentales se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G, nº 953, que proporciona una precisión teórica de $\pm 0,01$ mGal, con derivas inferiores a ± 1 mGal al mes. La determinación de la cota de cada estación se ha efectuado mediante un altímetro barométrico Paulin MD-5, con una precisión teórica de $\pm 0,5$ m.

En los itinerarios se han incluido vértices geodésicos, con objeto de apoyar la determinación de las altitudes sobre cotas conocidas, haciendo mínimos los efectos de la deriva de origen barométrico. Los recorridos diarios se han unido a la base de Alcolea del Pinar (estación fundamental IGN 1975, con un valor de $g = 979952,87$ mGal y una cota de 1.205 m). La gravedad teórica se ha calculado con referencia al World Geodetic System (1967). El valor medio de la densidad de la corteza considerado para la corrección de Bouguer ha sido de 2670 kg/m³. La corrección topográfica se ha realizado hasta 22 km, estimando su valor hasta 170 m directamente en el campo, y

desde 170 m hasta 22 km, a partir de un modelo digital del terreno, elaborado mediante la digitalización de la base topográfica 1:50.000. El cálculo de la corrección se ha realizado mediante el algoritmo de Kane (1962).

La elaboración del mapa se ha efectuado mediante el método de interpolación por Kriging a una malla cuadrada de 3000 m de lado. Del total de estaciones se ha repetido el 5% con objeto de realizar el cálculo de errores. El error cuadrático medio acumulado del mapa de anomalías de Bouguer es de $\pm 0,58$ mGal, lo que nos permite adoptar una equidistancia entre isoanómalas de 1 mGal aunque los mapas presentados tienen una equidistancia de 2 mGal por razones de claridad gráfica (Fig. 2).

Modelización

En el mapa de anomalías de Bouguer, el sector NE de la cuenca de Madrid está caracterizado por un mínimo relativo, delimitado por la isoanómala de -90 mGal y rodeado por zonas de máximos relativos que corresponden en la parte NW con el Sistema Central, y en la zona NE y E con la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira (Fig. 2). La anomalía alcanza una semi-longitud de onda de más de 70 km, según la dirección N-S, extendiéndose unos 30 km según la dirección E-W. Dentro de este mínimo aparecen otros de menor longitud de onda, delimitados por la isoanómala de -100 mGal y llegando a valores de -104 mGal al E de Jadraque. La relación de las anomalías con la geología regional indica que los mínimos más acusados, situados en la zona norte, están asociados tanto a materiales de la cobertera y basamento del borde meridional del Sistema Central, como a los sedimentos terciarios que constituyen la cuenca.

La contribución de los distintos materiales al campo gravitatorio ha sido analizada mediante la modelización de tres perfiles en 2 1/2 D mediante el programa GM-SYS (Won and Bevis, 1987; Rasmussen y Pedersen, 1979). Se ha partido de una serie de modelos previos basados en cortes geológicos en los que se han integrado datos geológicos, datos de sondeos y perfiles sísmicos de reflexión (Querol, 1989). Sobre ellos se ha definido la forma de los cuerpos, constituidos por la agrupación de las unidades litoestratigráficas presentes en el área. La densidad media de los distintos materiales se ha determinado a partir de su medida en muestras recogidas en afloramientos, contrastando y complementando los resultados con otros trabajos realizados en el área (Campos Egea *et al.*, 1987). En cada cuerpo se ha tenido en cuenta la proporción de las rocas que lo componen y su potencia media en el zona investigada (Tabla I). En los modelos se ha considerado que la corteza tiene un espesor de 29 km con velocidad promedio para las ondas P de 6 km/s (Paulssen y Visser, 1994). Considerando la composición de la corteza similar a la de un basamento medio, se le ha asignado una densidad de 2740 kg/m³ (Wollard, 1975).

Pese a las limitaciones impuestas, la geometría de los cuerpos en profundidad puede ser interpretada mediante distintos modelos, los cuales han sido ensayados en el proceso. Desde el principio existe en todos los perfiles

Tabla I. Litologías, edades y densidades de los cuerpos integrantes de los modelos.

LITOLOGIA	EDAD FORMACION	DENSIDAD
Arenas, arcillas	Neógeno Superior	2400 kg/m ³
Cong., areniscas yesos, arcillas	Neógeno Inferior Paleógeno	2500 kg/m ³
Calizas, areniscas, arcillas, conglomerados	Mesozoico	2550 kg/m ³
Cong., areniscas arcillas	Pérmico	2600 kg/m ³
Pizarras, cuarcitas, areniscas	Paleozoico	2800 kg/m ³
Gneis	Infraordovícico Fm Hiendelaencina	2700 kg/m ³
Gneis	Infraordovícico Fm Antónita	2670 kg/m ³
Micaesquistos, areniscas, cong.	Infraordovícico Fm Angón	2900 kg/m ³

una relación muy clara entre la máxima potencia de sedimentos terciarios y los mínimos más acusados, ajustando la anomalía calculada a la anomalía observada con el mínimo error. Sin embargo, dónde en superficie aflora el basamento, como al sur de Hiendelaencina la discrepancia es notable. En los tres perfiles representados en las figuras 3b, 4b y 5b se muestra el modelo ensayado en cada perfil quedando patente el desajuste entre los valores calculados y los observados (Fig. 3a, 4a y 5a). La diferencia corresponde a una longitud de onda que excede los 40 km con amplitud superior a 10 mGal. Esta longitud de

onda es suficiente como para no ser justificable por efectos superficiales, que además entrarían en contradicción con los datos geológicos de superficie. El exceso de masa reflejado en el cálculo teórico debe ser corregido considerando la presencia de un mayor volumen de rocas de baja densidad en el basamento. Por ello se ensayó un aumento del espesor de los gneises con densidad 2670 kg/m³. Esta solución, adoptada en un estudio anterior (Babín *et al*, 1993), se reveló inadecuada para satisfacer la anomalía en los tres perfiles. En este caso, la mayor longitud del perfil modelizado ha permitido considerar efectos gravitatorios de mayor longitud de onda. Por lo tanto, la solución mas idónea fue la introducción de un cuerpo de menor densidad dentro del basamento. Mediante un proceso de inversión se encontró que la mejor solución correspondía a un cuerpo de densidad media 2630 kg/m³, con una geometría bidimensional reflejada en los perfiles de las figuras 3c, 4c y 5c. El error cuadrático del ajuste de los perfiles es de 0,8 mGal. Este cuerpo de baja densidad puede estar constituido por una roca de tendencia granítica ya que, en el sondeo de Baidés (Querol, 1989), por el que pasa el perfil 2, bajo la cobertera sedimentaria se ha encontrado una roca clasificada como un posible granito.

Los resultados de la modelización muestran que el mínimo relativo asociado al sector NE de la cuenca de Madrid es debido fundamentalmente al efecto gravitatorio de las rocas de menor densidad del basamento y a los mayores espesores de sedimentos terciarios (Bergamín y Tejero, 1994a). Con objeto de discriminar ambas fuentes

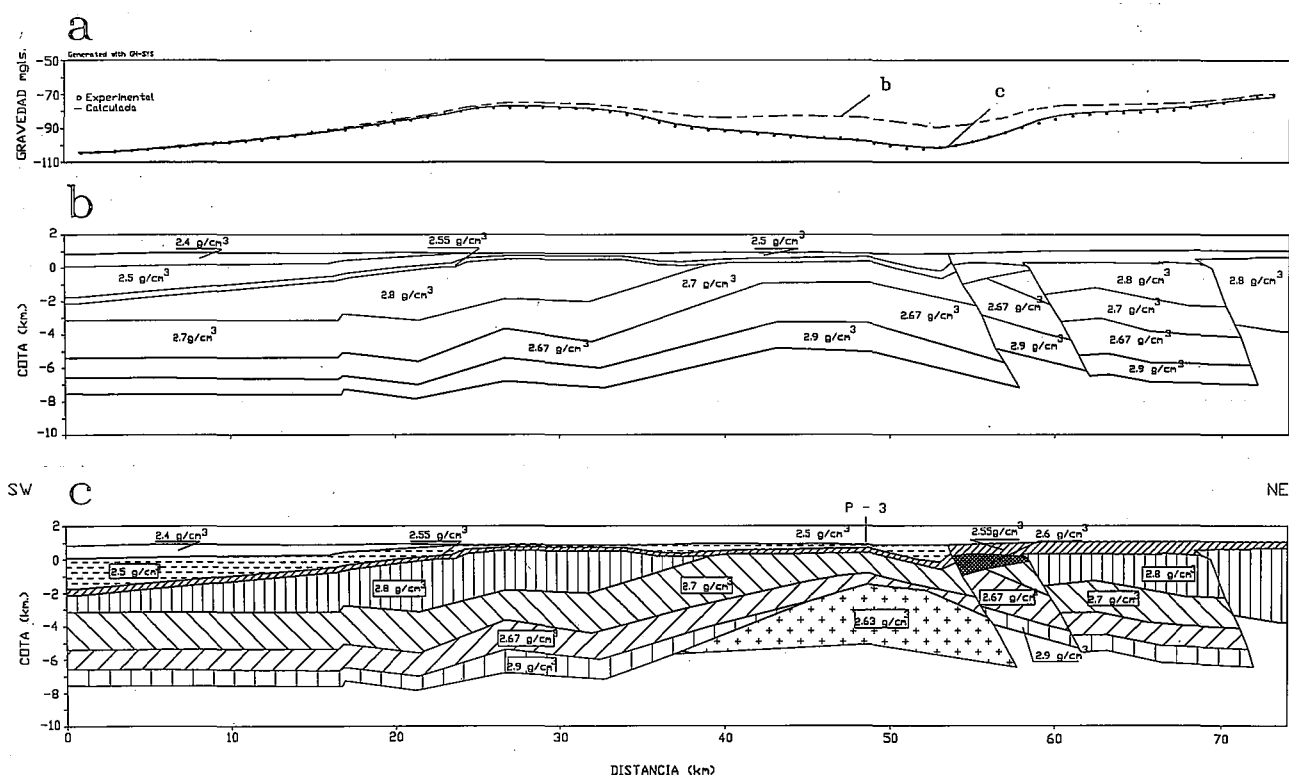


Figura 3.- Perfil 1. a: Anomalía experimental (puntos) y anomalía calculada en los modelos representados en b (línea discontinua) y c (línea continua). b: Modelo inicial construido a partir de la interpretación de datos estructurales y datos sísmicos. De los 30 a los 60 km existe una discrepancia entre los valores de las anomalías calculada y experimental. c: Modelo final ajustado. Los mínimos relativos corresponden a zonas de mayor espesor de sedimentos mesozoicos y terciarios y a zonas dónde el basamento está constituido por rocas menos densas bajo la cobertera mesozoica. Se ha conseguido el ajuste mediante la introducción de una cuerpo de 2630 kg/m³ de densidad. Las densidades corresponden a los cuerpos especificados en la Tabla I.

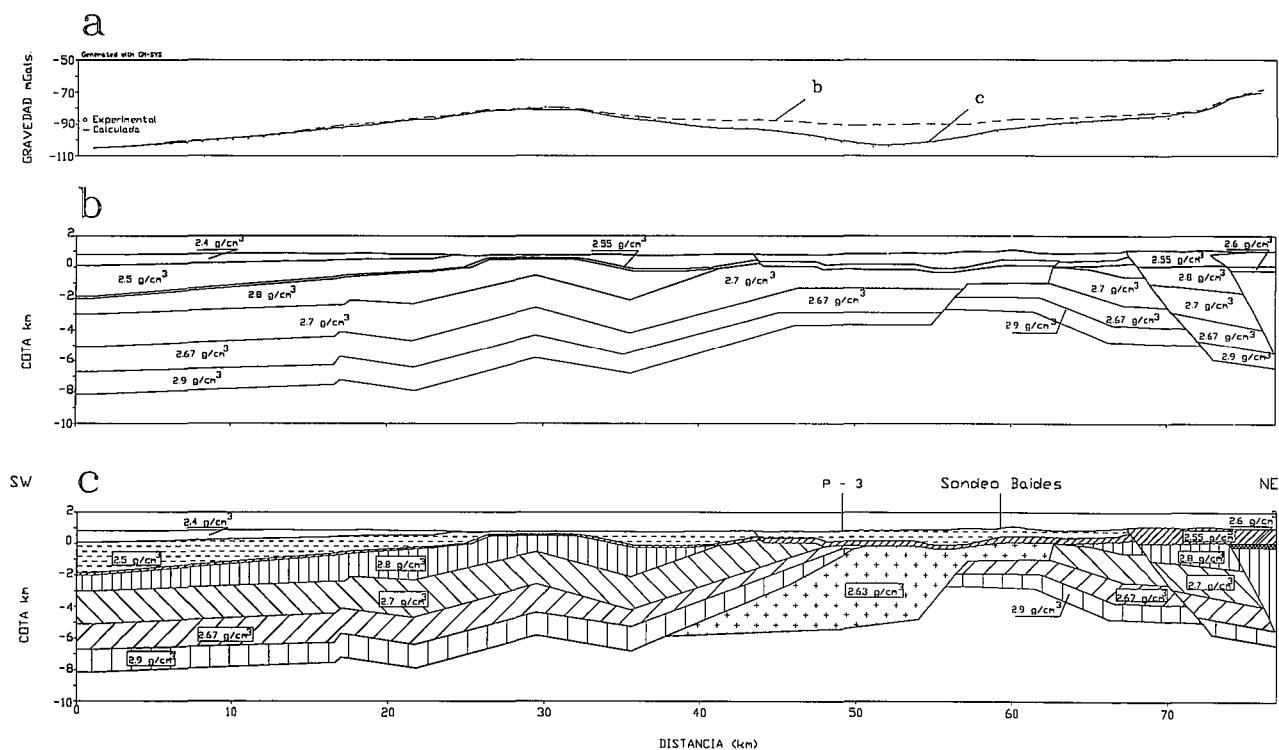


Figura 4.- Perfil 2. a: Anomalía experimental (puntos) y anomalías calculadas en los modelos representados en b (línea discontinua) y c (línea continua). b: Modelo inicial elaborado a partir de la interpretación de datos estructurales, datos del sondeo Baidés y datos sísmicos. c: Modelo final ajustado. Al igual que en el perfil 2, ha sido necesario introducir un cuerpo de baja densidad en el basamento. Las densidades corresponden a los cuerpos especificados en la Tabla I.

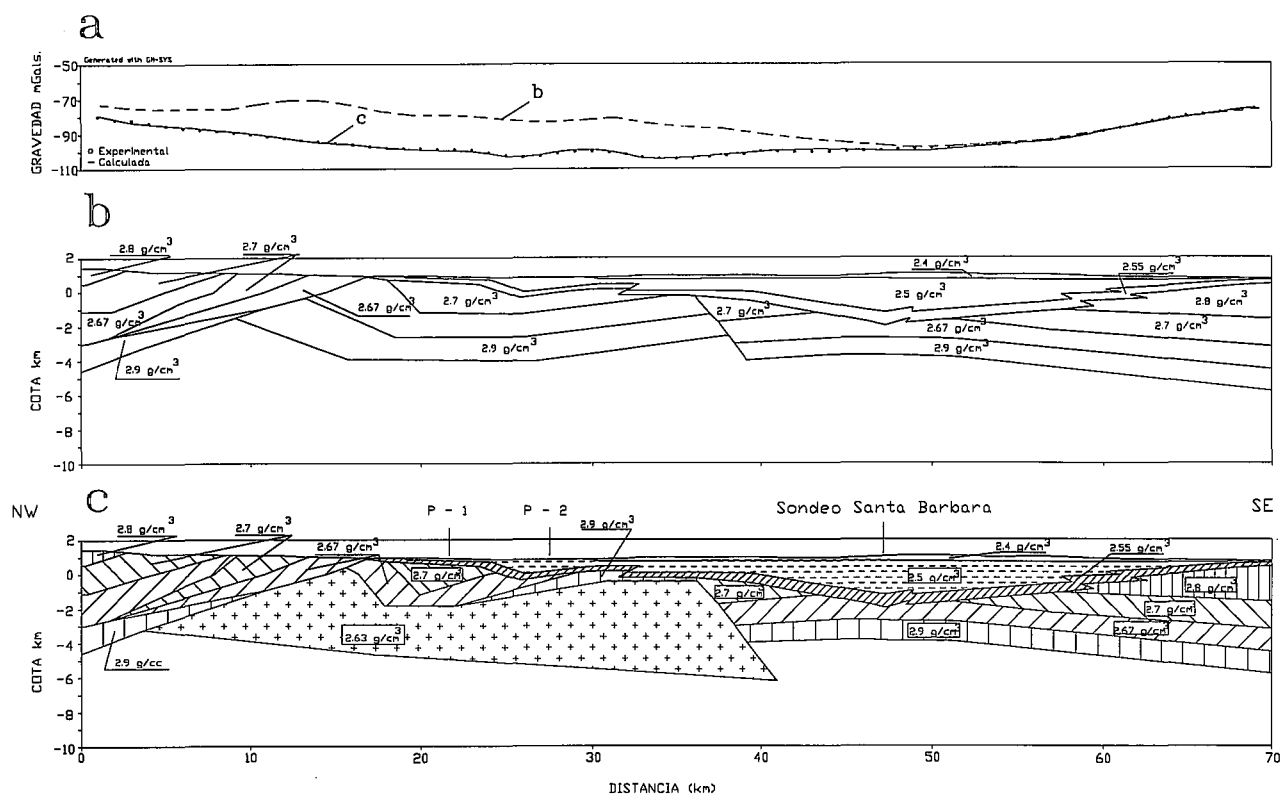


Figura 5.- Perfil 3. a: Anomalía experimental (puntos) y anomalías calculadas en los modelos representados en b (línea discontinua) y c (línea continua). b: Modelo inicial elaborado a partir de la interpretación de datos estructurales, datos del sondeo Sta. Bárbara y datos sísmicos. La discrepancia entre los valores observados y los calculados se extiende desde el inicio del perfil hasta 45 km. c: Modelo ajustado. La máxima profundidad de la cuenca terciaria se encuentra en la parte SE del modelo. Las densidades corresponden a los cuerpos especificados en la Tabla I.

de anomalía se han calculado los efectos gravitatorios sobre la topografía de un cuerpo tridimensional de densidad 2630 kg/m^3 , cuya geometría está limitada por los modelos de los perfiles gravimétricos.

Cálculo de la anomalía del cuerpo de baja densidad

Estos tipos de estructuras se suelen caracterizar por una morfología muy delimitada espacialmente, por lo que se ha creído conveniente abordar su modelización gravimétrica mediante un modelo tridimensional, que permitiese definir de una forma fiable sus parámetros geométricos.

A partir de esta información se ha construido un modelo mediante el método propuesto por Pinto (1992). Este método consiste básicamente en asimilar la geometría del modelo a un polihedro delimitado por caras triangulares. Una vez determinadas, de forma automática, las coordenadas de todas las caras, se procede a aplicar un test que nos determinará que caras son cóncavas y cuales son convexas. A continuación se calcula la contribución en forma de anomalía gravimétrica de cada cara, en cada punto de medida sobre el terreno, asimilándola a un prisma triangular de extensión infinita hacia abajo. La anomalía gravimétrica total del modelo se calcula a partir de la diferencia entre el sumatorio de las contribuciones de las caras convexas y el sumatorio de las caras cóncavas.

El modelo obtenido (Fig. 6) presenta una morfología elongada según la dirección NNW-SSE de aproximadamente 35 km y 20 km de ancho, la base se encuentra situada a 6 km de profundidad y el techo en algunas zonas llega a cota 0. Su borde meridional está definido por un plano que contiene a la línea que le limita en el perfil 3 (Fig. 5b) y que puede interpretarse como una falla que

afecta al basamento hercínico (Bergamín y Tejero, 1994b). En su extremo suroriental se ha respetado la forma de la sección del perfil 2 (Fig. 4b), en el que se encuentra el sondeo de Baidés, dónde se ha perforado el basamento a +96 m de cota.

La respuesta gravitatoria del cuerpo sobre la topografía muestra una forma elíptica (Fig. 6) cuyo eje mayor se extiende unos 55 km en dirección NNW-SSE y su eje menor sobrepasa los 45 km. La anomalía que genera alcanza un valor de -14 mGal . Estos resultados concuerdan con las longitudes de onda y la amplitud de los intervalos de discrepancia de los perfiles modelizados (Figuras 3a, 4a, 5a).

Resultados de la investigación

El mínimo relativo, asociado a la zona nororiental de la cuenca de Madrid, es debido a la presencia de rocas menos densas en el basamento, tales como los gneises, y a las mayores potencias de los sedimentos terciarios. Hacia el norte el mínimo está relacionado con los afloramientos de rocas gneísicas del área de Hiendelaencina. En principio, estas rocas parecían ser las responsables de los valores de las anomalías, sin embargo la modelización gravimétrica ha puesto de relieve la existencia de una clara discrepancia en los modelos geológicos de partida entre las anomalías observadas y las calculadas. Ello ha conducido a la incorporación de un cuerpo de baja densidad en el basamento. Este cuerpo se extiende desde el norte de Hiendelaencina hasta el sur de Jadraque. Los datos del sondeo de Baidés parecen sugerir que puede estar constituido por una roca de tendencia granítica. Por otra parte, algunos estudios sobre las mineralizaciones del área de Hiendelaencina han asociado su génesis con

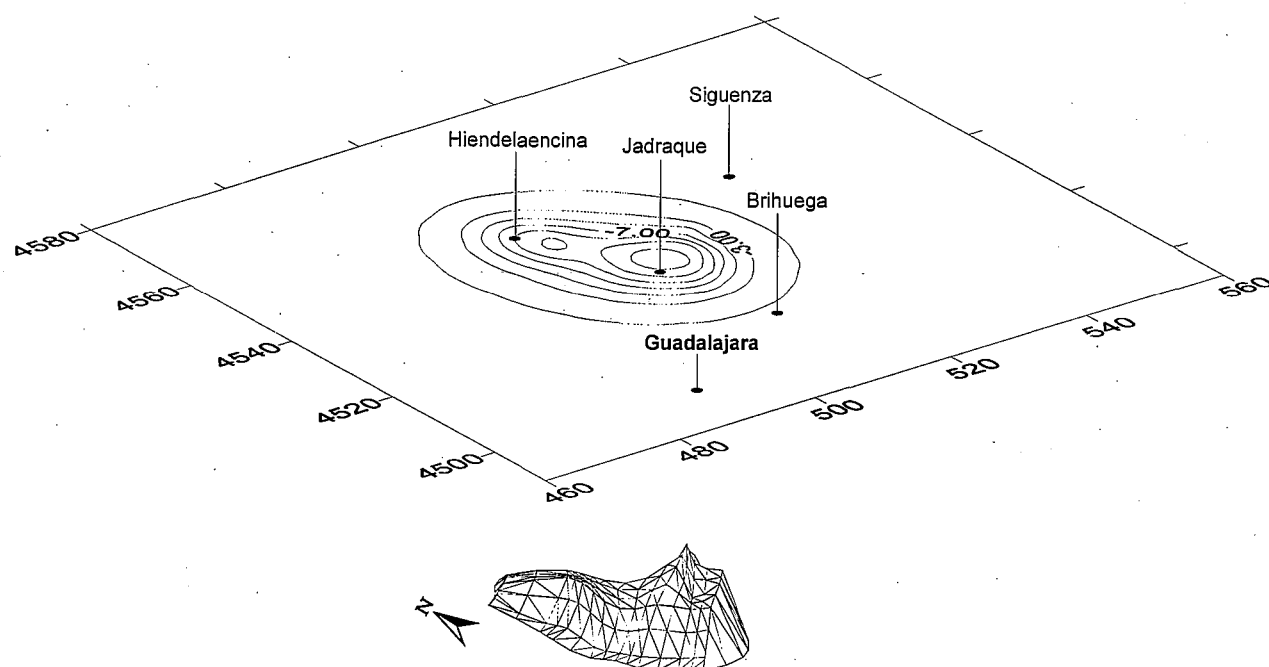


Figura 6.- Efecto gravitatorio del cuerpo anómalo y vista tridimensional del mismo. Equidistancia entre isonómalas 2 mGal. Coordenadas U.T.M.

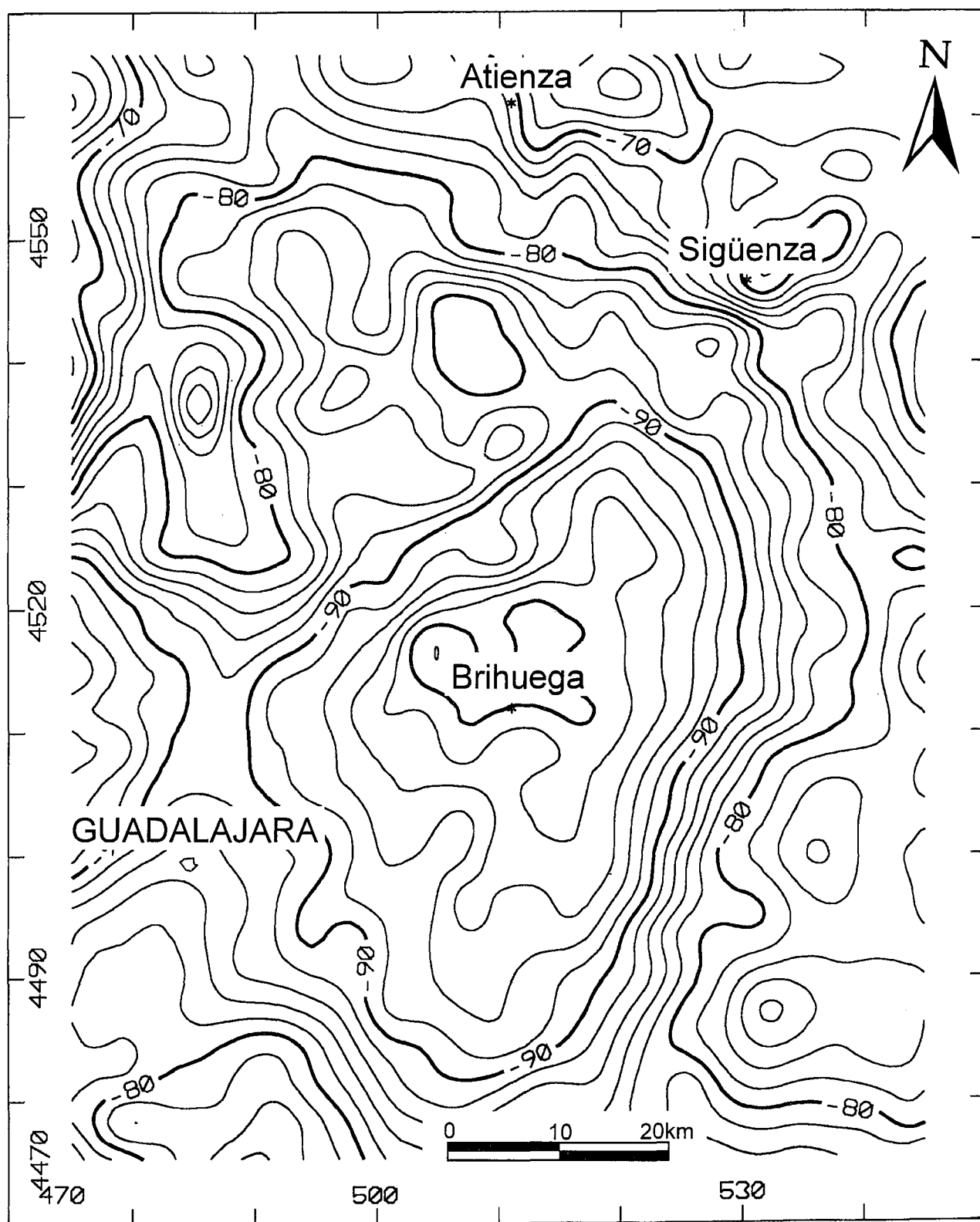


Figura 7.- Mapa residual de anomalías de Bouguer obtenido deduciendo el efecto gravitatorio del cuerpo de baja densidad del mapa de anomalías de Bouguer. El mínimo de mayor longitud de onda está asociado a los mayores espesores de los sedimentos terciarios que rellenan el área nororiental de la cuenca de Madrid. Equidistancia entre isoanómalas de 2 MGal. Coordenadas U.T.M.

una actividad ígnea de carácter granítico (Vindel, 1985; Martínez, 1987). El emplazamiento de este granitoide podría relacionarse con el de las intrusiones graníticas tardihercínicas. Asimismo, algunos límites entre cuerpos del basamento pueden ser interpretados como fallas, po-

siblemente generadas durante las etapas de fracturación tardihercínicas. La modelización sugiere que parte de estas estructuras han sido reactivadas durante las deformaciones alpinas, sobre todo en el borde oriental de la cuenca.

Limitada por las secciones obtenidas en tres perfiles, se ha ensayado su forma tridimensional más idónea y se ha calculado su efecto gravitatorio.

Restada esta influencia del mapa observado de anomalías de Bouguer se obtiene un mapa residual (Fig. 7), que muestra la existencia de un conjunto de máximos y mínimos relativos. De acuerdo con los resultados de la modelización, el máximo relativo situado al SE de Tamajón, de -72 mGal, está relacionado con la presencia de un basamento fundamentalmente pizarroso, bien aflorante o bien infrayacente a materiales mesozoicos y cenozoicos poco potentes. Al SE de Hienelaencina aparece un mínimo relativo originado por una combinación del aumento de espesor de los sedimentos cenozoicos y de la existencia de rocas gneísicas en el basamento; ya que en este caso la influencia del cuerpo de baja densidad ha sido eliminada. El mínimo relativo de mayor longitud de onda, queda centrado en el área de Brihuega estando relacionado con el mayor volumen de sedimentos terciarios y limitado a su vez por gradientes que, salvo en la zona norte, presentan las mismas características que en el mapa observado. En esta parte septentrional se ha acentuado el gradiente que con dirección NE-SW se extiende desde Sigüenza hacia Guadalajara y que ha sido denominado accidente de Ledanca por Bergamín *et al.* (1993). Si bien la cuenca sobrepasa este accidente extendiéndose hacia el norte hasta los afloramientos mesozoicos del Sistema Central, su contribución al campo gravitatorio no es tan importante.

Tanto en el mapa residual como en el mapa observado de anomalías de Bouguer, las direcciones de los gradientes reflejan las principales orientaciones de las estructuras alpinas correspondientes al Sistema Central y Cordillera Ibérica. Los gradientes orientales están asociados a movimientos de carácter inverso de fallas NW-SE que limitan la cuenca y la Cordillera Ibérica y a los cabalgamientos N-S del borde norte de la Sierra de Altomira. En la zona occidental el basamento se encuentra a menor profundidad, disminuyendo la potencia de los materiales post-mesozoicos y dando lugar a un máximo relativo (Bergamín y Tejero, 1994b). El borde con el Sistema Central está caracterizado por bloques limitados por fallas inversas y cabalgamientos de dirección NE-SW, con buzamientos hacia el norte (Babín *et al.*, 1993). Una de estas estructuras, generadas durante la etapa principal de la deformación alpina, es la representada por el accidente de Ledanca. El conjunto de todas estas estructuras delimitan un depocentro en el sector NE de la cuenca de Madrid, estructura a la que podemos denominar subcuenca de Brihuega.

Los autores quieren agradecer las sugerencias del Dr. A. Marcos y de un revisor anónimo, que han contribuido a mejorar este trabajo. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB91-0397

Referencias

- Babín, R., Bergamín, J.F., Fernández-Rodríguez, C., González-Casado, J., Hernández Enríle, J., Tejero, R. y Vicente, G. (1993): Modélisation gravimétrique de la structure alpine du système central espagnol (secteur NE). *Bull. Soc. géol. France*, 164, 3: 385-393.
- Bergamín J.F., Tejero, R. y Rivas, A. (1993): Interpretación del Mapa de Anomalías de Bouguer de la zona nororiental de la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 14: 129-131.
- Bergamín, J. F. y Tejero, R. (1994 a): Gravity Map of the NE zone of the Madrid Basin: Contribution to the knowledge of the deep structure. *Publicación I.G.N., Serie Monografía*, 10: 285-297.
- Bergamín, J.F. y Tejero, R. (1994 b): Interpretación de la estructura de la zona NE de la cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 215-228.
- Calvo, J.P., De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Com. I Congreso del Grupo Esp. del Terciario*: 55-58.
- Campos Egea, R., Carbó Gorosabel, A., Capote del Villar, R. y Bergamín de la Viña, J.F. (1987): Estudio de las anomalías de Bouguer de las estructuras mesozoicas del sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, V: 221-239.
- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, R., Hernández Enríle, J.L., Giner, J., Sanchez Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas III Cong. Geol. de España*, 1: 284-289.
- De Vicente, G., González Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- Kane, M.F. (1962): A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27 (4): 455-462.
- Martínez, J. (1987): *Mineralogía y metalogénia de las mineralizaciones de plata del sector oriental del Sistema Central*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 379 pp.
- Muñoz Martín, A. (1993): *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 250 pp.
- Pinto, V. (1992): *Modelización Gravimétrica Interactiva 2D y 3D de Estructuras Geológicas. Su aplicación a los Diapiros Salinos*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 510 pp.
- Paulssen, H. y Visser, J. (1994): The crustal structure in Iberia inferred from P-wave coda. *Publicación I.G.N. Serie Monografía* 10: 3-18.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. ITGE-ETSI de Minas de Madrid. 48 pp.
- Rasmussen, R. and Pedersen, L.B. (1979): End corrections in potential field modelling. *Geophysical Prospecting*, 27: 749-760.
- Rodríguez-Pascua, M. (1993): *Cinemática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 250 pp.
- Vindel, E. (1985): Estudio mineralógico y metalogénico de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Bol. Geol. y Minero*, 92:120-145.
- Wollard, G.P. (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bureau Gravimétrique Int. Bull. Inform.* 36, I: 106-110.
- Won, I.J. y Bevis, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.

Manuscrito recibido el 27 de Diciembre de 1994

Aceptado el manuscrito revisado el 29 de Julio de 1995